第45卷 第6期
2022年11月

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

Vol. 45 No. 6
Nov. 2022

草甸草原降水特征与土壤水分对降水脉动响应
——以呼伦贝尔草原额尔古纳市为例

张存厚[1]，段晓凤[1]，杨丽萍[1]，越 昆[1]，张 立[2]

（1. 内蒙古自治区生态与农业气象中心，内蒙古 呼和浩特 010051；
2. 内蒙古自治区气象信息中心，内蒙古 呼和浩特 010051）

摘 要：利用额尔古纳牧业气象试验站降水量与土壤水分数据，通过降水与土壤水分动态变化及转化过程分析，确定土壤水分响应的降水临界值与不同降水级别引起土壤水分响应的概率，构建了降水过程量与土壤水分增量函数关系。结果表明：(1) 研究区降水量呈“先降后升”变化趋势，年内降水量呈单峰型分布。(2) 研究区以无降水天气为主，降水又以小降水事件占主导，大降水事件发生频次低、过程降水量大，小降水事件则相反。(3) 可以引起研究区0~50 cm各层土壤水分响应的降水临界值分别为8.1 mm、10.1 mm、19.0 mm、27.9 mm和31.6 mm，小雨仅能引起0~10 cm土壤水分响应的概率为28.6%，中雨不能引起40~50 cm土壤水分的响应。(4) 降水量与0~10 cm和10~20 cm土壤水分达到最大值时的滞后时间呈现出极显著负相关关系，与20~30 cm呈显著负相关关系，0~30 cm各层土壤水分达到最大值时的滞后时间与降水量符合幂函数关系。(5) 降水量和0~50 cm土壤水分增量均呈现出极显著正相关关系，降水量与0~10 cm和10~20 cm土壤水分增量符合线性关系，与20~30 cm、30~40 cm和40~50 cm土壤水分增量符合多项式关系。检验结果表明，构建的函数模型可以较好地模拟研究区0~30 cm各层水分增量。研究结果为地方政府抗旱减灾提供了科学依据。

关 键 词：土壤水分；降水事件；脉动响应；临界值；时滞效应；草甸草原

文章编号：1000－6060(2022)06－1881－09(1881～1889)

土壤水分是连接气候变化和植被覆盖动态的关键因子[1]，作为植物生长发育的必备物质，对运输矿质养分、溶解化学物质、稳定土壤温度等起着重要作用，直接影响土壤的理化性质。已有研究表明：土壤水分亏缺是植物生长发育的重要制约因子[2]，使得植物光合速率下降[3-4]，土壤呼吸速率显著降低[5]，直接影响其根系水分利用策略[6]。通常情况下，降水使土壤含水量迅速增加，植物蒸腾和土壤蒸发随着时间推移，导致土壤含水量逐渐降低，除非被另一个降水事件所打断，这一过程称为土壤含水量对降水事件的脉动响应[7]。降水对草原生态系统的影响主要是通过影响土壤水分来实现的，土壤水分的动态变化对生态系统的结构和功能具有调控作用[8]。Knapp等[9]控制实验得出表层土壤水分的季节变异决定着地上净初级生产力，而非我们通常认为的季节平均值。这种变异主要是由于降水事件的不连续及其后的干旱间隔不一致导致[10]。关于这种间断的降水事件对干旱半干旱区生态系统功能的影响已有一些研究[11-13]，草原生态系统对水分变化响应较其他生态系统更为敏感[14]，对资源可利用性的瞬时波动响应更为强烈[15]。然而，针对中国北方草甸草原土壤水分对降水脉动响应研究不足。本文以呼伦贝尔草原额尔古纳市的草甸草原为研究对象，开展土壤水分对降水脉动响应研究，探索不同量级降水过程对土壤水分的影响规律，确定能够引起草甸草原0~50 cm各层土壤水分

收稿日期：2022-03-10； **修订日期**：2022-06-21
基金项目：内蒙古自治区科技计划项目(2021GG0020)；内蒙古自然科学基金项目(2019MS04006)资助
作者简介：张存厚(1977-)，男，博士，正高级工程师，主要从事草地生态和灾害评估等方面研究. E-mail: zhangcunhou2004@163.com
通讯作者：张立(1982-)，男，硕士，高级工程师，主要从事数据挖掘与应用方面研究. E-mail: beht@foxmail.com

响应的降水临界值，通过构建降水量与土壤水分增量关系模型来反演土壤水分含量，可显著降低区域精细化干旱评估的空间不确定性，为地方政府抗旱减灾提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于呼伦贝尔市属额尔属古纳市牧业气象试验站野外试验场，属于内蒙古大兴安岭西侧山地与呼伦贝尔高平原过渡地带，在自然地理上属于温带内蒙古草原区草甸草原黑钙土亚区[16]。近30 a，研究区年均气温为-2.0 ℃，年均降水量为361.4 mm，年均风速为1.8 m·s^{-1}，年平均相对湿度66.0%，无霜期为95.0 d，稳定通过10 ℃年积温为1980.5 ℃，天数为115.0 d。植被以狼针草(*Stipa baicalensis*)、羊草(*Leymus chinensis*)、线叶菊(*Filifolium sibiricum*)、柄状苔草(*Carex pediformis*)等草甸草原植被为主。草层高度为20~60 cm，盖度为50%~80%。牧草4月下旬至5月中旬开始返青，5月下旬进入积极生长期，9月下旬大部分牧草停止生长，生长期为110~130 d。研究区土壤物理性质见表1。

1.2 数据来源与观测方法

本文使用的1991—2021年小时降水量数据与2012—2021年0~50 cm土壤水分小时数据来源于呼伦贝尔市额尔古纳牧业气象试验站(50°15′N，120°11′E)，该站具备多年连续定点观测数据。土壤水分来自于2008年野外观测试验地安装的一套DZN2型自动土壤水分观测仪，同年测定土壤常数，2010年完成厂家标定，同步开展跨干湿季的对比观测数据30对以上，并于2012年1月通过中国气象局业务化检验，已在业务中稳定运行10 a。

自动土壤水分观测仪是利用频域反射法原理测定土壤体积含水量，传感器为插管式，从地面向下共分5层，依次为0~10 cm、10~20 cm、20~30 cm、30~40 cm和40~50 cm。观测仪每1 h自动存储并上传一组数据，使用范围为土壤完成解冻之后至冻结之前。

本研究将当日08:00(北京时，下同)至次日08:00期间>0.1 mm降水的时段作为一个降水日。从日降水量>0.1 mm开始至日降水量为0结束的降水过程定义为一个降水事件，在降水开始前72 h内无>5.0 mm降水，在降水结束后72 h内无>5.0 mm降水，且降水发生前0~50 cm各层土壤水分相对稳定的一次降水过程，定义为一个独立降水事件，在一个独立降水事件过程中，小时降水量>0.2 mm降水为有效降水[17]。参考降水量等级划分标准[18]，根据试验区降水过程数据统计结果，将降水划定为小雨、中雨、大雨和暴雨4个级别。

2 结果与分析

2.1 降水时间分布特征

2.1.1 年降水量分布 分析研究区年降水量(图1)，2013年发生极端降水事件(715 mm)，剔除这个异常极值，其他年份平均降水量在208.1~482.0 mm之间，平均338.6 mm，最大年(1996年)和最小年(2007年)相差273.9 mm，年际变化差异较明显。30 a年降水量随时间呈波动中“先降后升”的变化趋势，1990—1999年平均降水量为372.6 mm，呈缓慢减少趋势；2000—2009年平均降水量为313.9 mm，较20世纪90年代明显减少；2010—2020年平均降水量为328.2 mm，呈缓慢增加趋势。

2.1.2 月降水量分布 通过对研究区2012—2021年逐月降水量的统计分析可以看出，研究区年内降水量呈现出明显的单峰型分布(图2a)。年内降水主要集中在牧草生长季的5—9月，占到全年降水量的88.1%；年平均降水量为375.0 mm，8月降水量最

表1 研究区不同深度土壤物理性质

Tab. 1 Physical properties of soil at different depths in the study area

土壤深度/cm	土壤容重/g·m^{-3}	田间持水量/%	凋萎湿度/%	土壤质地
0~10	1.13	32.9	8.9	壤土
10~20	1.12	30.4	10.2	壤土
20~30	1.18	30.2	7.7	壤土
30~40	1.13	32.8	7.7	黏土
40~50	1.18	29.1	6.9	黏土

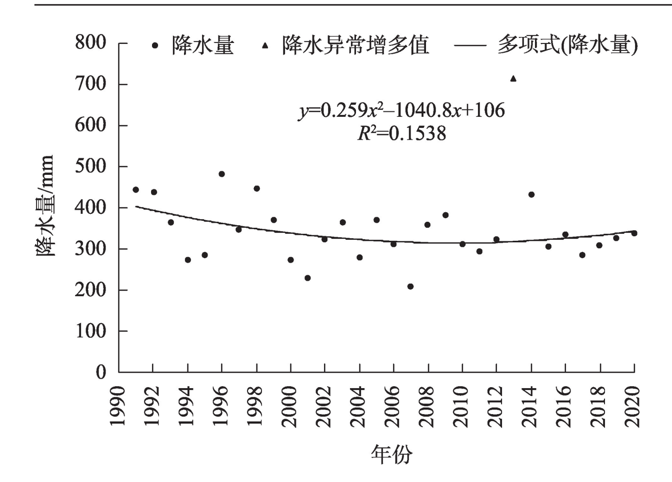


图1　1991—2020年降水量动态变化趋势

Fig. 1　Dynamic change trend of precipitation from 1991 to 2020

多，为105.6 mm，占到全年的28.2%；2月降水量最少，为3.2 mm，仅占全年的0.9%。单月最大出现在2013年7月，达244.4 mm，其次是2014年7月，为161.5 mm；单月降水量最小出现在2019年2月，仅为0.1 mm，其次是2016年2月，为0.6 mm(图2b)。

2.1.3　日降水量分布　对研究区日降水量进行统计分析发现，2012—2020年共观测到降水事件501次，合计降水量为3364.9 mm，其中日降水量最大出现在2014年7月2日，达58.1 mm；无降水日数达2388 d，占总天数的72.6%。为了进一步分析不同量级日降水的分布特征，将日降水量划分为0.1~1.9 mm、2.0~4.9 mm、5.0~9.9 mm、10.0~19.9 mm和>20.0 mm 5个区间范围(表2)。通过逐日降水资料分析表明，研究区主要以无降水天气为主，降水天气过程又主要以小降水事件为主，其中<5.0 mm降水事件占总降水事件的85.5%，大降水事件发生频率较低，对总降水量的贡献大，其中>20.0 mm合计降水量最大，占总降水量的34.5%，降水日数和降水事件发生频率均最小，而0.1~1.9 mm的合计降水量最小，降水日数和降水事件发生频率均最大。大降水事件发生频次低、过程降水量大、对年降水量的贡献大，小降水事件则相反。

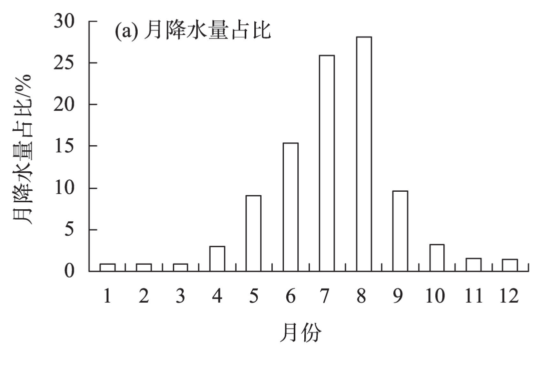
2.2　土壤水分对降水脉动响应

2012—2021年研究区独立降水事件统计分析得出，可以引起0~50 cm各层土壤水分响应的降水临界值分别为8.1 mm、10.1 mm、19.0 mm、27.9 mm和31.6 mm。<8.1 mm的小雨级别降水不能引起表层土壤水分的响应，与降水强度、降水历时、土壤水分初始值、植被盖度均无明显关系，表层土壤水分的小幅波动，属于白天与夜间表层土壤水分的正常波动，中雨及以上级别降水过程对0~40 cm各层土壤水分产生影响，大雨以下级别降水过程对40~50 cm土壤水分影响不显著。

分析表明，研究区小雨可以引起0~10 cm土壤水分响应的概率为28.6%；中雨可以引起0~40 cm各层土壤水分响应的概率分别为82.4%、29.4%、5.9%和2.9%，对40~50 cm土壤水分的没有影响；大雨可以引起0~50 cm各层土壤水分响应的概率分别为100.0%、77.3%、54.5%、31.8%和27.3%；暴雨可以引起0~50 cm各层土壤水分响应的概率分别为100.0%、88.9%、88.9%、77.8%和66.7%(表3)。

2.3　土壤水分达到最大值时的时滞效应分析

将0~50 cm各层土壤水分达到最大值时的滞后时间与典型独立降水过程相关因子进行Pearson相关分析。研究表明，降水量与各层土壤水分的滞后时间均呈现负相关关系，其中与0~10 cm和10~20



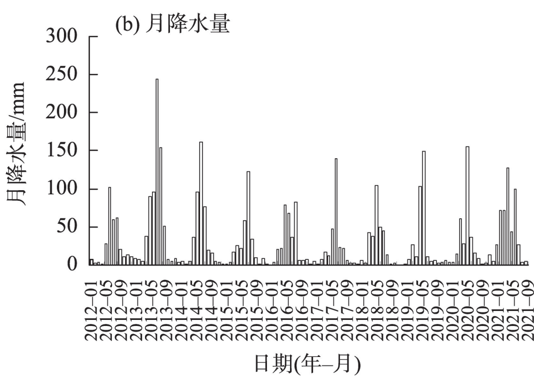


图2　月降水量分布

Fig. 2　Distributions of monthly precipitation

表2 2012—2020年研究区降水过程统计分析

Tab. 2 Statistical analysis of precipitation process in the study area from 2012 to 2020

降水过程	降水量区间范围/mm				
	0.1~1.9	2.0~4.9	5.0~9.9	10.0~19.9	>20.0
降水事件/次	338	90	33	31	9
降水日数/d	555	167	78	59	41
降水量/mm	–	472.3	572.7	809.6	1160.8
降水事件占比/%	67.5	18.0	6.6	6.2	1.8
降水日数占比/%	61.7	18.6	8.7	6.6	4.6
降水量占比/%	10.4	14.0	17.0	24.1	34.5

cm呈现极显著负相关关系，与20~30 cm呈显著负相关关系，与30~40 cm和40~50 cm负相关关系不显著；有效降水强度与0~10 cm土壤水分达到最大值时的滞后时间呈显著负相关关系，与10~50 cm各层相关性不显著，0~20 cm土壤水分达到最大值滞后时间与对应深度的土壤水分初始值、最大值存在极显著负相关关系（表4）。各层土壤水分达到最大值时滞后时间与降水量、有效降水强度、土壤水分初始值和土壤水分最大值息息相关。基于相关性分析结果，通过统计分析发现，降水量与0~10 cm、10~20 cm、20~30 cm土壤水分达到最大值时滞后时间符合幂函数关系（图3）。

表3 独立降水事件能引起各层土壤水分响应的概率

Tab. 3 Probability of 0−50 cm soil moisture response caused by independent precipitation events

降水级别	土壤深度/cm					样本量/个
	0~10	10~20	20~30	30~40	40~50	
小雨/%	28.6					57
中雨/%	82.4	29.4	5.9	2.9		34
大雨/%	100.0	77.3	54.5	31.8	27.3	22
暴雨/%	100.0	88.9	88.9	77.8	66.7	9
降水量临界值/mm	8.1	10.1	19.0	27.9	31.6	72

2.4 各层土壤水分增量与降水量关系

研究区独立降水事件中，降水量与各层土壤水分增量均呈现极显著正相关关系，Pearson相关系数从大到小依次为10~20 cm、30~40 cm、20~30 cm、0~10 cm和40~50 cm，相关系数分别为0.830、0.730、

表4 各层土壤水分达到最大值时滞后时间与降水过程相关性

Tab. 4 Correlation between influencing factors of precipitation process and lag time when soil moisture reaches maximum value in 0−50 cm layers

因子	滞后时间				
	0~10 cm	10~20 cm	20~30 cm	30~40 cm	40~50 cm
降水量	−0.756**	−0.678**	−0.665*	−0.645	−0.740
有效降水强度	−0.409*	−0.351	−0.488	−0.092	0.193
0~10 cm土壤水分初始值	−0.565**	−0.652**	−0.058	−0.232	−0.407
0~10 cm土壤水分最大值	−0.599**	−0.651**	−0.382*	−0.378	−0.275
10~20 cm土壤水分初始值		−0.614**	−0.108	−0.230	−0.556*
10~20 cm土壤水分最大值		−0.707**	−0.396*	−0.424	−0.644**
20~30 cm土壤水分初始值			−0.139*	−0.294	−0.545*
20~30 cm土壤水分最大值			−0.633**	−0.587*	−0.643**

注：*表示通过0.05水平显著相关；**表示通过0.01水平极显著相关。下同。

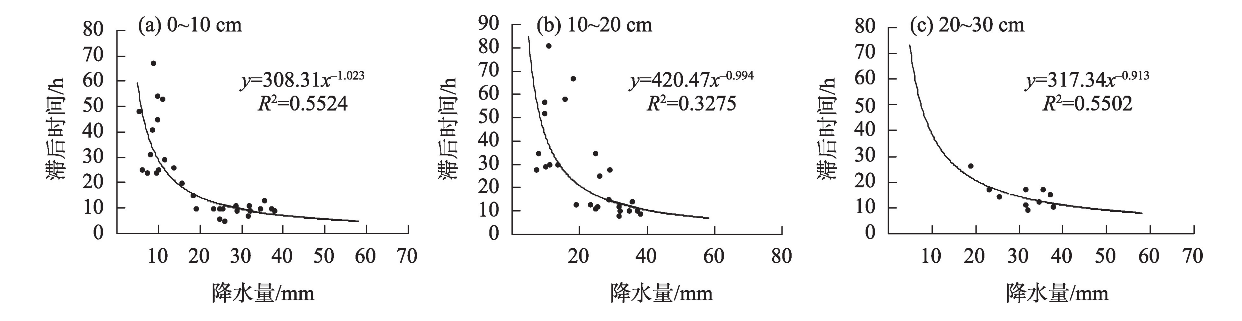


图3 0~30 cm各层土壤水分达到最大值时滞后时间与降水量关系

Fig. 3 Relationship between precipitation and lag time when soil moisture reaches maximum value in 0−30 cm layers

0.720、0.700和0.676(表5)。基于相关性分析结果，通过统计分析发现，降水量与0~10 cm、10~20 cm土壤水分增量符合线性函数关系，与20~30 cm、30~40 cm、40~50 cm土壤水分增量符合多项式函数关系(图4)。

2.5　函数关系的检验

基于2021年逐小时0~50 cm土壤水分观测数据与逐小时降水量观测数据，筛选出典型降水过程10次，用于土壤水分增量函数关系的检验。检验结果表明，0~10 cm、10~20 cm和20~30 cm土壤水分增量模拟效果较好，线性回归决定系数(R^2)分别为0.5643、0.9722和0.8838(图5)；30~40 cm和40~50 cm模拟效果一般，主要原因为2021年能引起30~50 cm土壤水分响应的自然降水过程样本不足。

3　讨 论

土壤水分是草原生态系统健康稳定的关键因子，直接影响草原生产力的高低，决定着生态系统功能的发挥。研究降水量与土壤水分动态变化及转化过程，揭示不同深度土壤水分对降水脉动响应规律，是水量平衡和水循环过程的重要组成部分。大气降水是内蒙古草原土壤水分的唯一来源，年内降水量的大小与时空分布直接决定内蒙古草原生产力的高低。研究区增温显著，年降水量下降趋势不显著，最大积雪深度增加趋势明显，地上生物量增加趋势不显著[16]，年内降水量呈单峰型分布，5—9月降水量占到全年降水的88.1%。研究区以小降水事件占主导，大降水事件发生频次低、过程量大、总量贡献大，与中国北方大部分地区降水分布格局一致[1,13,19-20]。

土壤水分的变化不仅受土壤机械组成、地形和植被影响，而且对降水脉动产生响应[20]。大降水事件导致较深层土壤水分的脉动事件，小降水事件只能导致浅层降水的入渗[21]。2 mm的降水事件只能引起土壤表层微生物的活动[22]，>3 mm的降水可提高某些高大植物的碳同化速率[23]，而>25 mm的降水则可能引起多数沙漠植物萌芽[21]，降水累积到一定程度可能导致持续数周甚至数月的水分脉动，引起生态系统水平上的植被生长响应[24]。诸多试验[25-26]研究表明，干旱半干旱地区降水稀少，小降水事件占主导，大降水事件发生率较低，全球范围内干旱半干旱区都有着类似的降水时空分布格局，与本文研究结论基本一致。本文引起表层土壤水分响应的降水临界值明显大于干旱半干旱区，可能因为研究区属于草甸草原区，地表温度与蒸发量要明显低于典型草原与荒漠草原区，且地表植被覆盖度明显偏高，植被对降水的截留也要大一些。

降水事件能引起土壤水分响应存在一定的概率，这与降水量级、降水强度、降水时段等有关，已有的文献对土壤水分响应概率的研究相对较少。小雨只能引起0~10 cm土壤水分的响应，且持续时间短，中雨以上级别的降水可引起0~10 cm土壤水分响应的概率超过80%，大雨和暴雨可引起40~50 cm土壤水分响应的概率分别为27.3%、66.7%。表层土壤水分对自然降水最为响应强烈，越往土壤深层，响应程度越弱；随着降水量增加，土壤水分响应深度和程度均明显增大。土层深度增加，土壤水分对降水响应敏感度降低。不同下垫面条件，降水对土壤水分的响应也存在较大差异。诸如毛乌素沙地<5 mm降水几乎难以克服表层截留，不能对深层土壤水分起到补充作用，>10 mm的降水才能在沙地近地表水分循环中起到作用[27]，本研究区<8.1 mm的降水不能引起10 cm以下土壤水分明显响应。黄土丘陵沟壑区<30 mm的降水不能引起40 cm以下土壤水分明显响应，本研究区<31.6 mm的降水不能引起50 cm以下土壤水分明显响应。

由于本研究是通过选取自然降水中独立降水

表5　降水量与各层土壤水分增量的相关系数

Tab. 5　Correlation coefficient between precipitation and soil moisture increment in 0−50 cm layers

土壤深度/cm	函数关系	决定系数(R^2)	相关系数(r)	样本量
0~10	y=1.0274x+4.6937	0.5260	0.700**	68
10~20	y=1.2581x−9.4871	0.7234	0.830**	57
20~30	y=0.0127x^2+0.3734x−1.2844	0.5714	0.720**	30
30~40	y=0.0375x^2−1.2821x+16.248	0.6796	0.730**	16
40~50	y=0.0094x^2+0.0111x−0.1193	0.4823	0.676**	15

(a) 0~10 cm
y=1.0274x+4.6937
R^2=0.5260

(b) 10~20 cm
y=1.2581x–9.4871
R^2=0.7234

(c) 20~30 cm
y=0.0127x^2+0.3734x–1.2844
R^2=0.5714

(d) 30~40 cm
y=0.0375x^2–1.2821x+16.248
R^2=0.6796

(e) 40~50 cm
y=0.0094x^2+0.0111x–0.1193
R^2=0.4823

土壤相对湿度增量/%

降水量/mm

图4 降水量与各层土壤水分增量函数关系

Fig. 4 Functional relationship between precipitation and soil moisture increment in 0−50 cm layers

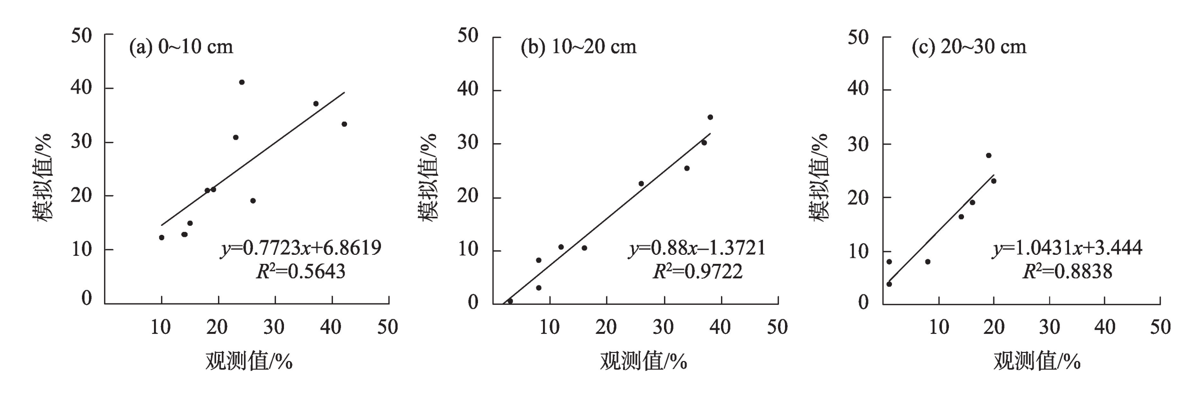


图5 2021年0~30 cm各层土壤水分增量观测值与模拟值的关系

Fig. 5 Relationship between observed and simulated soil moisture increment in 0−30 cm layers in 2021

过程进行分析，研究区30~50 cm各层土壤水分相对比较稳定，冬季降雪、土壤解冻、冰雪融化等都会对次年土壤水分产生较大影响[17]，能够影响到30 cm以下土壤水分的降水过程较少，也存在降水过程相互干扰，不符合本研究独立降水过程的优选规则。因此虽然选取了近10 a的逐小时数据进行统计，但实际可用的典型独立降水事件样本量还是不够大，构建的函数关系还存在一定不确定性，特别是30 cm以下部分。下一步基于自然降水过程，同步开展野外控制性试验，有望得到更加理想的结果，为基于区域降水量数据反演土壤水分，降低内蒙古干旱监测空间尺度不确定性提供技术方法。

4 结 论

（1）研究区降水量呈“先降后升”变化趋势，年内降水量呈单峰型分布，降水主要集中在5—9月，以小降水事件为主。

（2）独立降水事件中，可以引起0~50 cm土壤水分响应的降水临界值分别为8.1 mm、10.1 mm、19.0 mm、27.9 mm和31.6 mm，土壤水分响应的概率随降水量级的增加而升高，随土层深度增加而下降。

（3）相关分析表明，降水量与0~30 cm土壤水分达到最大值时滞后时间呈显著负相关关系，二者符合幂函数关系；降水量与0~50 cm土壤水分增量呈极显著正相关关系，降水量与0~20 cm土壤水分增量符合线性关系，与20~50 cm符合多项式关系。检验结果表明，0~30 cm土壤水分增量可以通过增量函数模型进行模拟。

草原生态系统受土壤水分影响较为敏感，而土壤水分的变化主要取决于降水，上述研究结论明确了降水对草甸草原土壤水分的影响规律和机理，可为地方政府抗旱减灾提供基础科学理论依据。

参考文献（References）

[1] 柴雯, 王根绪, 李元寿, 等. 长江源区不同植被覆盖下土壤水分对降水的响应[J]. 冰川冻土, 2008, 30(2): 329–337. [Chai Wen, Wang Genxu, Li Yuanshou, et al. Response of soil moisture under different vegetation coverage to precipitation in the headwaters of the Yangtze River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2008, 30(2): 329–337.]

[2] Hu J C, Cao W X, Zhang J B, et al. Quantifying responses of winter wheat physiological processes to soil water stress for use in growth simulation modeling[J]. Pedosphere, 2004, 14(4): 509, doi: 10.1007/s10705-004-4288-7.

[3] Pascual I, Azcona I, Morales F, et al. Photosynthetic response of pepper plants to wilt induced by *Verticillium adhliae* and soil water deficit[J]. Journal of Plant Physiology, 2010, 167: 701, doi: 10.1016/j.jplph.2009.12.012.

[4] 张淑勇, 夏江宝, 张光灿, 等. 黄河三角洲贝壳堤岛叶底珠叶片光合作用对CO_2浓度及土壤水分的响应[J]. 生态学报, 2014, 34(8): 1937–1945. [Zhang Shuyong, Xia Jiangbao, Zhang Guangcan, et al. Photosynthetic responses to changes in CO_2 concentration and soil moisture in leaves of *Securinega suffruticosa* from shell ridge islands in the Yellow River Delta, China[J]. Acta Ecologica Sinica, 2014, 34(8): 1937–1945.]

[5] 范凯凯, 李淑贞, 陈金强, 等. 呼伦贝尔草原土壤呼吸作用空间异质性分析[J]. 草地学报, 2022, 30(1): 205–211. [Fan Kaikai, Li Shuzhen, Chen Jinqiang, et al. Spatial heterogeneity analysis of soil respiration in Hulunbuir grassland[J]. Acta Agrestia Sinica, 2022, 30(1): 205–211.]

[6] 单立山, 李毅, 段雅楠, 等. 红砂幼苗根系形态特征和水分利用效率对土壤水分变化的响应[J]. 西北植物学报, 2014, 34(6): 1198–1205. [Shan Lishan, Li Yi, Duan Ya'nan, et al. Response of root morphology and water use efficiency of *Reaumuria soongorica* to soil water change[J]. Acta Botanica Boreali-Occidentalia Sinica, 2014, 34(6): 1198–1205.]

[7] Huxman T E, Snyder K A, Tissue D, et al. Precipitation pulses and carbon fluxes in semi-arid and arid ecosystems[J]. Oecologia, 2004, 141: 254–268.

[8] Fay P A, Blair J M, Smith M D, et al. Relative effects of precipitation variability and warming on tallgrass prairie ecosystem function [J]. Biogeo-sciences, 2011, 8: 3053–3068.

[9] Knapp A K, Fay P A, Blair J M, et al. Rainfall variability, carbon cycling, and plant species diversity in a mesic grassland[J]. Science, 2002, 298: 2202–2205.

[10] Williams C A, Hanan N, Scholes R J, et al. Complexity in water and carbon dioxide fluxes following rain pulses in an African savanna[J]. Oecologia, 2009, 161: 469–480.

[11] Potts D L, Huxman T E, Cable J M, et al. Antecedent moisture and seasonal precipitation influence the response of canopy-scale carbon and water exchange to rainfall pulses in semi-arid grassland [J]. New Phytologist, 2006, 170: 849–860.

[12] Chen S P, Lin G H, Huang J H, et al. Dependence of carbon sequestration on the differential responses of ecosystem photosynthesis and respiration to rain pulses in a semiarid steppe[J]. Global Change Biology, 2009, 15: 2450–2461.

[13] 赵文智, 刘鹄. 干旱、半干旱环境降水脉动对生态系统的影响[J]. 应用生态学报, 2011, 22(1): 243–249. [Zhao Wenzhi, Liu Hao. Precipitation pulses and ecosystem responses in arid and semiarid regions: A review[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2011, 22(1): 243–249.]

[14] Knapp A K, Smith M D. Variation among biomes in temporal dy-

namics of aboveground primary production[J]. Science, 2001, 291: 481–484.

[15] Blair J M. Fire, N availability, and plant response in grasslands: A test of the transient maxima hypothesis[J]. Ecology, 1997, 78: 2359–2368.

[16] 张存厚, 王明玖, 张立, 等. 呼伦贝尔草甸草原地上净初级生产力对气候变化响应的模拟[J]. 草业学报, 2013, 22(3): 41–50. [Zhang Cunhou, Wang Mingjiu, Zhang Li, et al. Response of meadow steppe ANPP to cilmate change in Hulunbeier, Inner Mongolia: A simulation study[J]. Acta Prataculturae Sinia, 2013, 22(3): 41–50.]

[17] 张存厚, 杨丽萍, 越昆, 等. 锡林郭勒典型草原土壤水分对降水过程的响应[J]. 干旱区资源与环境, 2022, 36(8): 133–139. [Zhang Cunhou, Yang Liping, Yue Kun, et al. Response of soil moisture to precipitation process in Xilingol typical grassland[J]. Journal of Arid Resources and Environment, 2022, 36(8): 133–139.]

[18] GB/T28592–2012. 中华人民共和国国家标准: 降水量等级[S]. 北京: 高等教育出版社, 2012. [GB/T28592–2012. National Standard of the People's Republic of China: Grade of precipitation[S]. Beijing: Higher Education Press, 2012.]

[19] 樊婷, 张存厚, 张德广, 等. 内蒙古自治区达茂旗荒漠草原土壤水分对降水的响应[J]. 水土保持通报, 2020, 40(1): 72–77. [Fan Ting, Zhang Cunhou, Zhang Deguang, et al. Effect of precipitation patterns on soil moisture of desert steppes in Damao County, Inner Mongolia[J]. Bulleitin of Soil and Water Conservation, 2020, 40 (1): 72–77.]

[20] 何志斌, 赵文智. 半干旱地区流动沙地土壤湿度变异及其对降水的依赖[J]. 中国沙漠, 2002, 22(4): 359–362. [He Zhibin, Zhao Wenzhi. Variability of soil moisture of shifting sandy land and its dependence on precipitation in semi-arid region[J]. Journal of Desert Research, 2002, 22(4): 359–362.]

[21] Beatley J C. Phenological events and their environmental triggers in Mojave Desert ecosystems[J]. Ecology, 1974, 55: 856–863.

[22] Austin A T, Yahdjian L, Stark J M, et al. Water pulses and biogeochemical cycles in arid and semiarid ecosystems[J]. Oecologia, 2004, 141: 221–235.

[23] Bachman S, Heisler-White J L, Pendall E, et al. Elevated carbon dioxide alters impacts of precipitation pulses on ecosystem photosynthesis and respiration in a semi-arid grassland[J]. Oecologia, 2010, 162: 791–802.

[24] Schwinning S, Osvaldo E S. Hierarchy of responses to resource pulses in arid and semi-arid ecosystems[J]. Oecologia, 2004, 141: 211–220.

[25] Sala O E, Lauenroth W K. Small rainfall events: An ecological role in semiarid regions[J]. Oecologia, 1982, 53: 301–304.

[26] 刘冰, 赵文志, 常学向, 等. 黑河流域荒漠区土壤水分对降水脉动响应[J]. 中国沙漠, 2011, 31(3): 716–722. [Liu Bing, Zhao Wenzhi, Chang Xuexiang, et al. Response of soil moisture to rainfall pulse in desert region of the Heihe River Basin[J]. Journal of Desert Research, 2011, 31(3): 716–722.]

[27] 原鹏飞, 丁国栋, 王炜炜, 等. 毛乌素沙地降雨入渗和蒸发特征[J]. 中国水土保持科学, 2008, 6(4): 23–27. [Yuan Pengfei, Ding Guodong, Wang Weiwei, et al. Characteristics of rainwater infiltration and evaporation in Mu Us Sandland[J]. Science of Soil and Water Conservation, 2008, 6(4): 23–27.]

Characteristics of precipitation and response of soil moisture to precipitation pulse in meadow steppe: A case of Ergun City in Hulunbuir steppe

ZHANG Cunhou[1], DUAN Xiaofeng[1], YANG Liping[1], YUE Kun[1], ZHANG Li[2]

(1. Centre of Ecology and Agricultural Meteorology, Inner Mongolia Weather Bureau, Hohhot 010051, Inner Mongolia, China;
2. Meteorological Information Centre, Inner Mongolia Autonomous Region Weather Bureau, Hohhot 010051, Inner Mongolia, China)

Abstract: The regulation of structure and function in an ecosystem is largely affected by soil moisture, and the grassland ecosystem is more sensitive to soil moisture than other ecosystems. The change of soil moisture is determined by precipitation, so how does precipitation affect grassland soil moisture? What is the response law to the precipitation of grassland soil moisture? These are the key problems in the benign development of grassland ecosystems. However, there have been few reports on the response of soil moisture to precipitation in the meadow steppe in north China. To reveal the characteristics of precipitation and the response of soil moisture to precipitation pulse, the Hulunbuir meadow steppe was taken as the research object, dynamic change, transformation process of precipitation, and soil moisture were analyzed. The influence characteristics of different scale precipitation processes on soil water were explored and the critical values of rainfall, which could cause each layer of soil moisture (0−50 cm) of the meadow steppe were determined based on the data of precipitation and soil moisture from Ergun Animal Husbandry Meteorology Experiment Station. The relationship models between precipitation and soil water increment were established to invert soil water content, which could significantly reduce the spatial uncertainty of refined drought assessment and provide a scientific basis for local government to fight drought and reduce the disaster. The response regularity of soil moisture to precipitation pulse at different depths was revealed in the meadow steppe. The results showed that (1) the precipitation showed a trend of “decreasing first and then rising”, and the annual precipitation showed a single-peak distribution. (2) The weather was dominated by no precipitation, and the precipitation was dominated by small-precipitation events in a meadow steppe. The heavy precipitation events were characterized by low occurrence frequency and large precipitation, whereas the small-precipitation events were the opposite. (3) The critical values of precipitation that can cause the response of 0−50 cm soil moisture were 8.1 mm, 10.1 mm, 19.0 mm, 27.9 mm, and 31.6 mm, respectively. The probability of light rain only causing 0−10 cm soil moisture response was 28.6%, whereas moderate rain could not cause 40−50 cm soil moisture response. (4) Precipitation was extreme significantly negatively correlated with the lag time when soil moisture reached the maximum value in 0−10 cm and 10−20 cm, and was significantly negatively correlated with the lag time when soil moisture reached the maximum value in 20−30 cm. The lag time of soil moisture reaching the maximum value in each layer of 0−30 cm accords with the power function relationship with precipitation. (5) There was a significant positive correlation between precipitation and soil moisture increments of 0−50 cm. Precipitation was linear with soil moisture increments of 0−10 cm and 10−20 cm, and polynomial with soil moisture increment of 20−30 cm, 30−40 cm, and 40−50 cm. The model test results showed that the simulation effect of soil moisture increment models in each layer of 0−30 cm was better.

Key words: soil moisture; precipitation events; pulse response; critical value; hysteresis effect; meadow steppe